

MUNIBE (Ciencias Naturales - Natur Zientziak)	Nº 51	3 - 17	SAN SEBASTIAN	2001	ISSN 0214-7688
---	-------	--------	---------------	------	----------------

Estudio geomorfológico de la zona inferior del Valle de Carranza. Alrededores de la Cueva de Sta. Isabel de Ranero. Bizkaia-País Vasco

Geomorphological study of lower Carranza Valley. Surroundings of Sta. Isabel Cave, Ranero. Biscay-Basque Country-Spain

GAKO-HITZAK: Geomorfologia, karst, alubial, periglaziar, Kuaternario, Euskal Herri.

PALABRAS CLAVE: Geomorfología, karst, aluvial, periglaciario, Cuaternario, País Vasco.

KEY WORDS: Geomorphology, karst, alluvial, periglacial, Quaternary, Basque Country, Spain

R. VIDAL **/, J.O. PRIETO **, M.A. CANTERO *,
J. ORTIZ *, T. TORRES ***

LABURPENA

Karrantza Haraneko behealdearen ikerketa geomorfologikoa dugu lan honen helburua. Analisi estratigrafiko eta tektonikoak erreferentzia gisa erabili dira Ramales-Karrantzako lurralde-geomorfologiaren ikerketan. Modelaketa exokarstikoaren bidez sortutako formetan (dolina-landak eta uvalak) zein modelaketa periglaziarraren eta ibai-modelaketaren bidez sortutakoetan arreta berezia jarri egin da. Hiru terrazako sistema Karrantza ibaiaren luzeran bereizi da.

RESUMEN

En este trabajo se realiza el estudio geomorfológico de la parte inferior del Valle de Carranza. El contexto estratigráfico y tectónico sirve de marco de referencia general a la geomorfología del área de Ramales y del Valle de Carranza, donde se ha prestado especial atención a las formas debidas al modelado exocárstico (campos de dolinas), periglaciario y fluvial. A lo largo del río Carranza se ha podido diferenciar un sistema de tres terrazas (T_0 , T_1 , T_2).

SUMMARY

A geomorphological study of the lower Carranza Valley is carried out. The stratigraphical and tectonic framework establishes main morphological features of the Ramales area and Carranza Valley. The Geomorphological analysis was focused on exokarst (doline and uvala fields), periglacial, and fluvial landforms. Along the Carranza river a three level terrace system stream has been identified.

LOCALIZACION Y CONTEXTO GEOLOGICO

El Valle de Carranza se sitúa geográficamente en la parte más occidental de la provincia de Vizcaya, muy cerca del límite con la Comunidad Autónoma de Cantabria (Fig. 1). Geológicamente se encuentra incluido en la Cuenca Vasco-Cantábrica, en la encrucijada de tres de los dominios establecidos por FEUILLE Y RAT (1971) para esta cuenca: el Dominio Peri-Asturiano, el Arco Vasco, y el Dominio Navarro-Cántabro (Fig. 2).

El Dominio Peri-Asturiano está formado principalmente, por sedimentos mesozoicos (en su mayoría del Jurásico y Cretácico inferior), poco plegados y con una relativamente escasa complicación

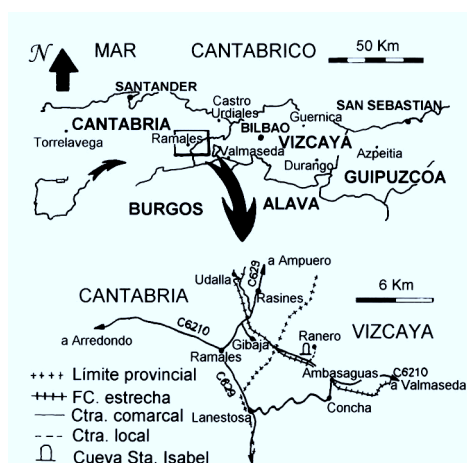


Fig. 1. Encuadre geográfico y localización general del Valle de Carranza.

(***) Departamento de Ingeniería Geológica, E.T.S.I. Minas. Universidad Politécnica de Madrid.

(**) Departamento de Ingeniería Minera y Metalúrgica y Ciencia de los Materiales. E.U.I.T. Minera y Obras Públicas. Universidad del País Vasco (U.P.V. - E.H.U.). Barakaldo (Bizkaia).

(*) Grupo Espeleológico Esparta. Barakaldo (Bizkaia).

tectónica. Comprende la Comunidad Autónoma de Cantabria y el norte de las provincias de Burgos y Palencia. Destaca como estructura tectónica importante la Falla del Escudo de Cabuérniga.

El Dominio Navarro-Cántabro, comprende la provincia de Álava, parte de Navarra, y NE de la provincia de Burgos. Se trata de un gran dispositivo de estructura general sinclinal (cuencas y plataformas del Cretácico superior y Terciario), cabalgante hacia el sur sobre las depresiones terciarias del Duero y Ebro.

El Arco Vasco está formado de una parte por los macizos paleozoicos vascos (Aldudes, Oroz-Betelu, Cinco Villas); y por otra por su prolongación occidental, constituida por la cobertera de materiales mesozoicos y terciarios (Anticlinorio Norte de Vizcaya, Sinclinario de Vizcaya, y Anticlinorio de Bilbao).

La Cuenca Vasco-Cantábrica constituye la prolongación occidental de los Pirineos.

Debido al carácter de encrucijada geológica de la zona en la que se halla situado el Valle de Carranza, presenta características comunes a estos tres dominios, no obstante se encuentra influenciada, tanto estratigráfica como tectónicamente, por los materiales y la estructura del Dominio Peri-Asturiano.

Tectónicamente el Valle de Carranza es una estructura ligeramente anticlinal ("cresta anticlinal de San Roque del Río Miera-Carranza", RAT (1959)) (ver Figs. 3 y 5), relacionada con la estructura vecina denominada "cuña sobrelevada de Ramales" ("coin surlevé", RAT (*op. cit.*)) y con el Anticlinal de la Caldas ó Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga, y de los que cartográficamente constituyen su terminación oriental.

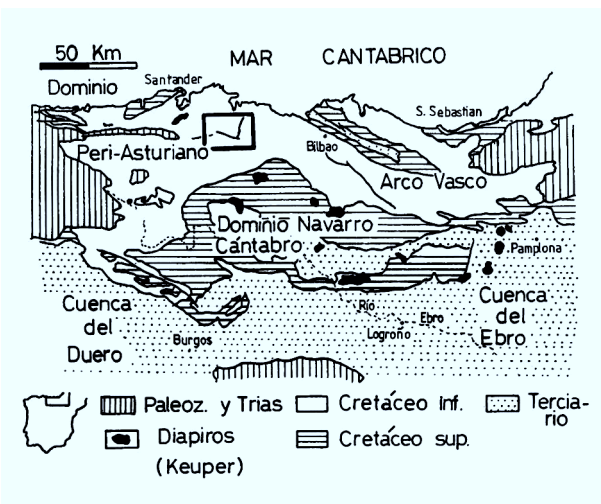


Fig. 2. Localización geológica del Valle de Carranza respecto de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Modificado de GARCIA-MONDEJAR y PUJALTE (1982); basado en FEUILLE y RAT (1971).

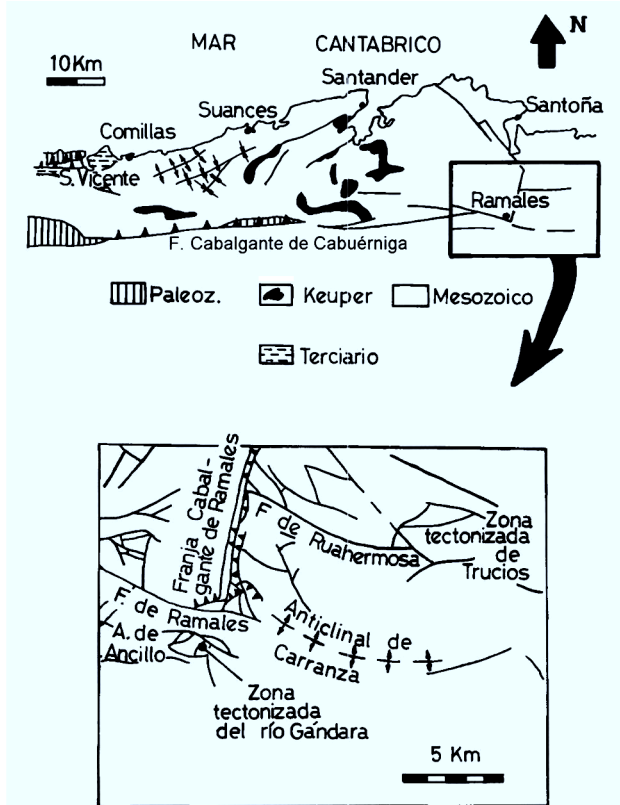


Fig. 3. Contexto tectónico general y local del área de Ramales y el Valle de Carranza, relacionados con la Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga, I.G.M.E. (1978).

Estratigráficamente los materiales aflorantes en este valle (Figs. 4 y 5), pertenecen en su mayoría al Cretácico inferior, presentando unas características sedimentológicas y un registro paleontológico que los relacionan paleogeográficamente, BADILLO (1980), LOPEZ-HORGUE (2000), con los materiales de la misma edad aflorantes en el sector oriental de la provincia de Santander, y que han sido estudiados por diversos autores; "Wealdense" y "Complejo Urgoniano" de RAT (1959); "Complejo Purbeck-Weald", PUJALTE (1977); "Complejo Urgoniano", GARCIA-MONDEJAR (1979).

A partir de la zona anticlinal de Carranza y hacia el este, las directrices E-W dominantes en el Dominio Periasturiano cambian a NW-SE, típicas del Arco Vasco. Se puede decir pues, que la Cuña Sobrelevada de Ramales y el Anticlinal de Carranza, constituyen el límite oriental del Dominio Periasturiano, por lo menos en lo que se refiere a su zona cantábrica (Figs. 2 y 3). Hacia el sur comienza la serie monocinal, denominada "gran cuesta" por HAZERA (1968), que constituye la zona más septentrional del Dominio Navarro-Cántabro, Figs. 2 y 5.

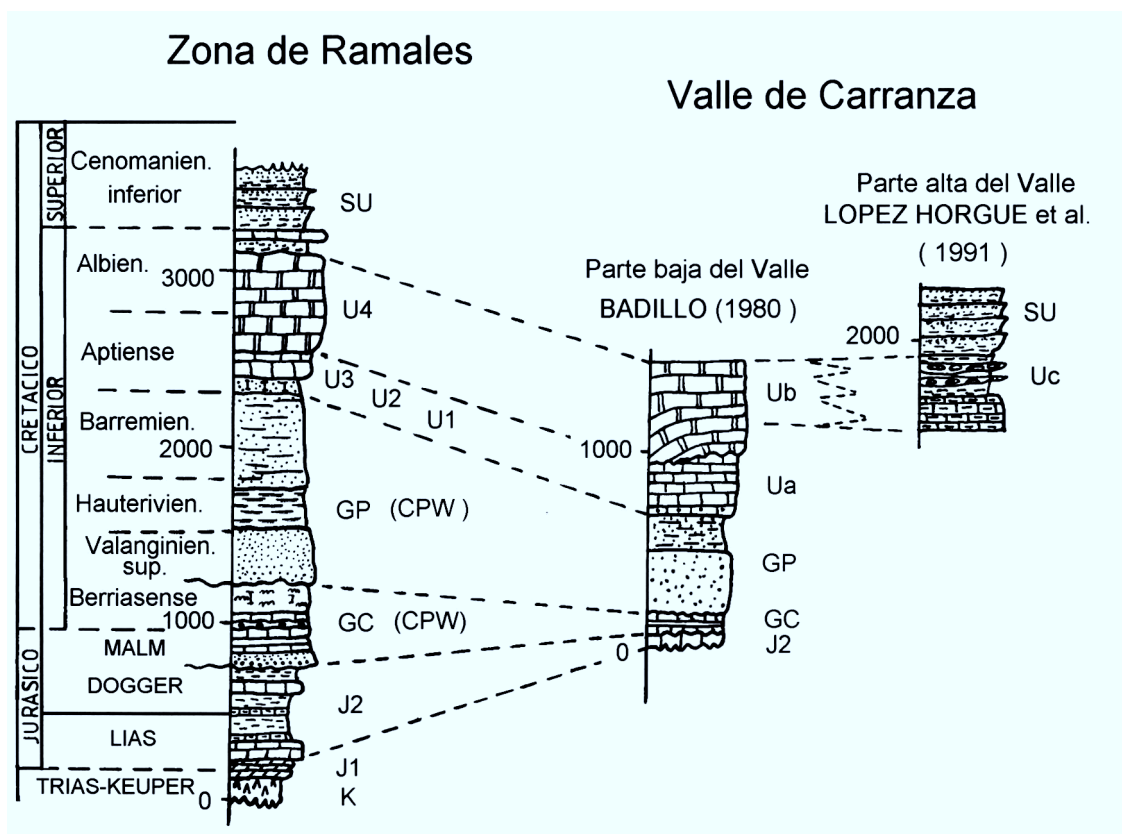


Fig. 4. Columnas estratigráficas de los materiales que afloran en el área de Ramales y el Valle de Carranza. Modificado de BADILLO (1980), LOPEZ-HORGUE *et al.* (1991), LOPEZ-HORGUE (2000). Explicación en el texto.

ESTRATIGRAFIA

La columna de materiales aflorantes en el área de Ramales de muro a techo, es la siguiente, BADILLO (1980); Figs. 4 y 5:

Triásico en facies Keuper (K)

Está formado por arcillas abigarradas, preferentemente rojizas, con evaporitas. Aflora en la "Franja Cabalgante de Ramales", I.G.M.E. (1978), y a la salida del Valle de Carranza. Su potencia es desconocida por no aflorar el muro; BADILLO (1980).

Triásico superior y Jurásico inferior carbonatados (J1)

Está formado por carniolas azoicas. No llega a verse el muro, ya que su contacto inferior es mecánico. La potencia máxima observable es de 95 m. La datación se ha realizado en base a su posición estratigráfica, Rhetiense-Hettangiense inferior.

Jurásico marino carbonatado (J2)

Está constituido por margas, margocalizas, y ca-

lizas marinas de color gris y gris negruzco con ammonites. Su edad abarca desde el Hettangiense medio al Calloviense inferior. Su potencia máxima es de 550 m, BADILLO (*op. cit.*).

Jurásico superior y Cretácico inferior no marinos

Complejo Purbeck-Weald (CPW)

Estos materiales están constituidos por unos sedimentos fundamentalmente detríticos, originados en un medio fluvio-lacustre, y que fueron estudiados en el centro y sur de Cantabria por RAT (1959), "Wealdense", y reestudiados y redefinidos posteriormente por PUJALTE (1977), "Complejo Purbeck-Weald". Este último autor lo subdividió en dos grupos; Grupo Cabuérniga (GC) y Grupo Pas (GP), separados por una discordancia estratigráfica. Aunque en la zona de Ramales y el Valle de Carranza no han podido ser datados con precisión, por comparación con los materiales que afloran en el resto de Cantabria se les ha asignado una edad comprendida entre el Malm terminal y el límite Barremiense-Aptiense; BADILLO (*op. cit.*), PUJALTE (*op. cit.*). Su potencia total máxima es de unos 1.300 m. Descansan discordantemente sobre los materiales infrayacentes.

Cretácico inferior marino

Complejo Urganiano

Está caracterizado por calizas de color gris claro a oscuro con abundantes organismos constructores, principalmente, corales y rudistas requiñidos (facies urgoniana). Aparecen asociadas otras litologías interestratificadas con las calizas de rudistas; margas, margas arenosas, lutitas, y areniscas (urgoniano s. l.).

En la zona de Ramales aparecen las siguientes litologías; BADILLO (op. cit.), LOPEZ-HORGUE *et al.* (1991), LOPEZ-HORGUE (2000), Fig.4.

Unidades U1, U2, U3

Están formadas respectivamente por areniscas de grano fino, calizas, y calizas arenosas. La potencia total es de 280 m. Sus edades abarcan desde el Aptiense inferior al Gargasense.

Unidad U4

Se trata de calizas muy masivas de color gris cla-

ro en afloramiento, con unos 400 m de potencia máxima. Forman las calizas urgonianas típicas, facies urgoniana, RAT (op. cit.), que constituyen los crestosnes calizos de la zona. La base de estas calizas está bien marcada respecto a las calizas y margas de la unidad infrayacente. El cambio es brusco, y se pasa de una alternancia rítmica de litología calizo-margosa, a unos niveles potentes de calcarenitas (grains-tones). Su edad es Gargasense superior.

En el Valle de Carranza el Complejo Urganiano se puede subdividir según BADILLO (1980), Fig. 4, en:

Unidad Ua

Está formada por materiales equivalentes laterales de las unidades U1, U2, y U3 descritas anteriormente. Tiene una potencia de unos 340 m.

La Cueva Sta. Isabel se localiza en la parte alta de esta unidad.

Unidad Ub

Comprende el urgoniano superior de Peñas de Ranero y Moro, y el Pico Mazo. Está compuesto por calizas grises masivas (facies urgoniana), similares y equivalentes laterales a las de la unidad U4 aflorantes en la zona de Ramales. Al igual que ellas, ocupan la parte superior de los montes, dando resaltes y presentando afloramientos bien expuestos. Es la unidad más potente del urgoniano, ya que llega a alcanzar un espesor máximo de 580 m. El contacto entre ambas unidades es brusco y resaltado por la vegetación. Es de destacar que esta última unidad (Ub), hacia la parte alta del Valle de Carranza sufre un acuñamiento lateral, pasando a la unidad Uc.

Unidad Uc

Por encima y lateralmente a los materiales anteriormente descritos, se depositan unas facies margo-arenosas (Uc), de unos 500 m de potencia, con niveles de brechas, y esporádicamente mega-brechas carbonatadas, originadas por flujos gravitacionales submarinos (olistostromas), con olistolitos que pueden alcanzar algunos centenares de metros, que representan facies de rampa y talud carbonatado, pasando a techo a las formaciones areniscas del Supraurgoniano; LOPEZ-HORGUE *et al.* (1991), LOPEZ-HORGUE (2000).

Complejo Supraurgoniano (SU)

Se localiza en la periferia del Valle de Carranza. Está compuesto por una alternancia de sedimentos detríticos, lutitas y areniscas, organizadas en secuencias negativas granocrecientes y estratocrecientes a techo. Representa un sistema deltaico

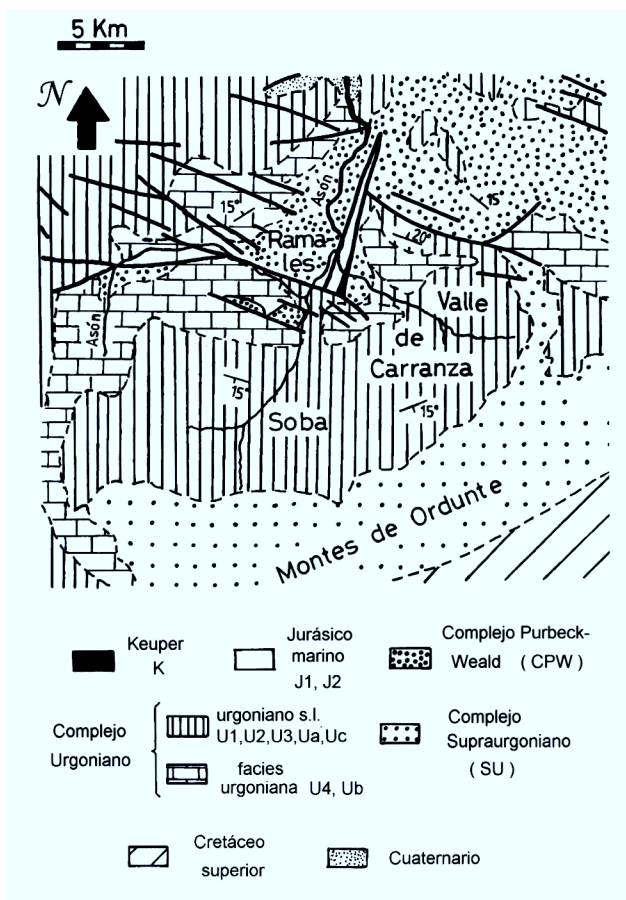


Fig. 5. Mapa geológico esquemático del Valle de Carranza y de la zona de Ramales y sus alrededores. Se puede observar, como estructura tectónica importante, la "cuña sobrelevada".

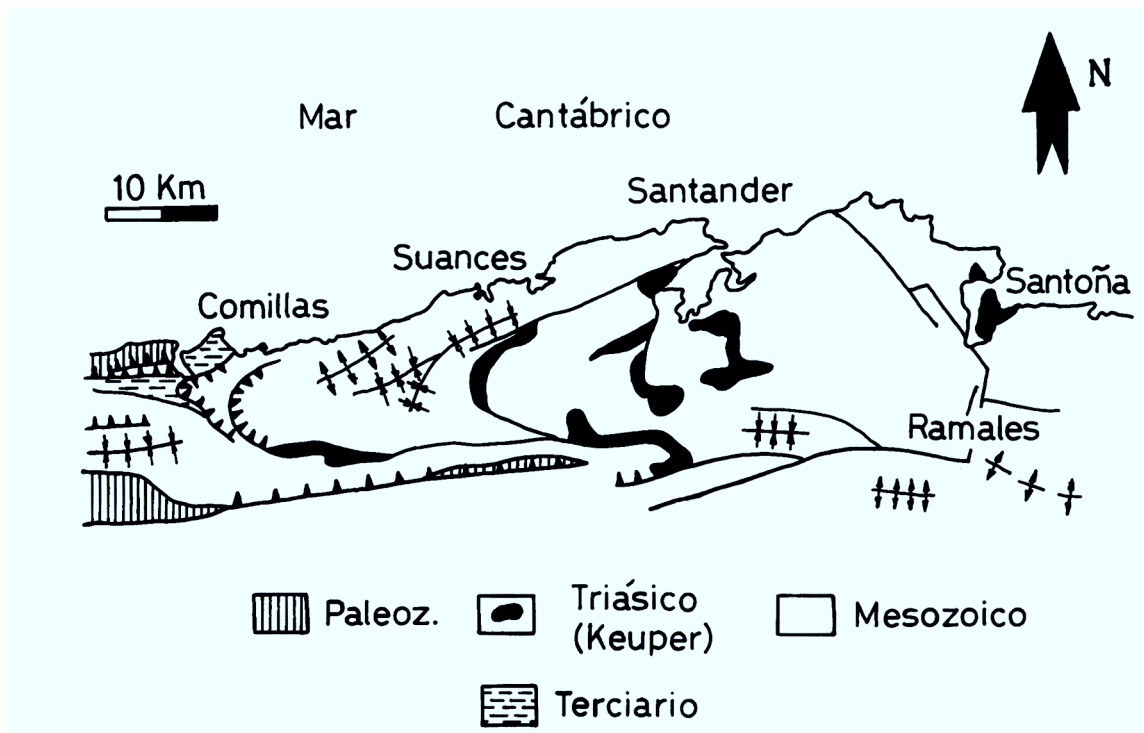


Fig. 6. Estructura tectónica simplificada de la Franja Costera Santanderina. Modificado del I.G.M.E. (1978)

progradante, situado meridionalmente (Complejo Deltaico de Balmaseda). Su edad es Albiense medio-superior Cenomaniense Inferior, y su potencia superior a los 480 m.

Cuaternario

Los sedimentos cuaternarios aflorantes en el Valle de Carranza son muy discontinuos y de poca potencia, por lo que no han sido representados en la Fig. 5 para este valle, aunque serán descritos con detalle en el apartado 4. Están constituidos principalmente por depósitos aluviales (terrazas fluviales), y coluviales (brechas carbonatadas de origen periglaciario).

TECTONICA

Tectónica regional

Como se ha mencionado anteriormente (apartado 1), el Valle de Carranza constituye un domo anticlinal laxo (Figs. 3 y 5 RAT (1959); GARCIA-MONDEJAR (1979), I.G.M.E. (1978)), relacionado con el accidente tectónico aflorante en la zona de Ramales, denominado "coin surlevé" según RAT (*op. cit.*), o "langnette triangulaire" según FEUILLE y RAT (1971); y con la Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga o Anticlinal de las Caldas, y de los que cartográficamente constituye su terminación oriental.

Por lo que respecta al Anticlinal de las Caldas, es un anticlinal asimétrico, fallado y cabalgante sobre su flanco sur. Su eje está formado por materiales carbonatados marinos del Carbonífero inferior y por conglomerados y areniscas del Permo-Triásico, prolongándose como continuación del Macizo Paleozoico Asturiano, más de 60 km hacia el este, en mitad de la cobertera mesozoica santanderina; FEUILLE y RAT (1971), Fig. 6.

Tectónica local

Respecto al accidente tectónico denominado "cuña sobrelevada de Ramales", no existe un único criterio para poder definirla con precisión, y así como RAT (*op. cit.*), la consideró como una única estructura tectónica, el I.G.M.E. (1978), la subdividió en dos accidentes tectónicos; Fig. 3B:

- Falla de Ramales, de dirección aproximada ONO-ESE.
- Franja Cabalgante de Ramales, de orientación aproximada N-S.

Ambas son fallas inversas y con desplazamientos en la vertical superiores a los 1.600 m en las zonas de máximo salto.

Sin embargo, las relaciones entre ambas fallas no están claras, no parece que ninguna de las dos desplace a la otra, E.V.E. (1993), y seguramente se

trata, tal y como consideró RAT (*op. cit.*), de un único accidente tectónico condicionado por la estructura del zócalo (un gran bloque limitado por dos fallas perpendiculares entre sí).

GEOMORFOLOGIA

Geomorfología regional

Con carácter general y refiriéndose a las "rasas" (plataformas litorales levantadas), y a la identificación de superficies de erosión antiguas, "pedi-llanuras", hay que destacar los trabajos de FLOR (1983), MARY (1985) y HOYOS (1987). Todos estos autores centraron sus artículos principalmente, en las superficies de arrasamiento de las costas asturianas, gallegas, y santanderinas, mejor conservadas, siendo relativamente escasos los trabajos realizados en las provincias de Vizcaya y Guipúzcoa.

En el sector central del Arco Vasco ORTEGA Y SALAZAR (1987), señalan cuatro niveles de superficies, a 200-270 m, 300-350 m, 430-470 m, y 500-600 m en las regiones interiores, y dos tipos de superficies en la zona costera, el primero próximo a la costa actual y a cotas 50-130 m, y el segundo de distribución más irregular a 150-180 m. UGARTE, ESPAÑA Y EDESO (1987), definen un nivel de rasas marinas costeras a 40-50 m, en la desembocadura del Bidasoa y en el área del monte Jaizquivel. CEARRETA Y PASCUAL (1990), reconocen este nivel entre la ría de Bilbao y la ría de Plencia (Vizcaya).

Por lo que se refiere a la configuración y génesis del relieve en particular, sigue relativamente vigente la obra de HAZERA (1968).

Geomorfología del área de Ramales

La estructura geológica y geomorfológica de esta zona se puede observar en las Figs. 5 y 7. Las calizas urgonianas se disponen rodeando la estructura central o Cuña Sobrelevada de Ramales, buizando hacia la periferia de la misma, poniendo en evidencia que este accidente tectónico ha dado lugar a un gran "domo anticlinal" en esta área. Las partes altas de la Cuña han sido erosionadas, aflorando los materiales más blandos en su núcleo (Complejo Purbeck-Weald), dando lugar a un amplio valle rodeado por las crestas calizas urgonianas; "anfiteatro de Ramales", HAZERA (1968). Estas masas calizas constituyen los flancos de lo que fue una plataforma carbonatada, LOPEZ-HORGUE (2000), cuyas partes centrales han sido elevadas y desmanteladas por la erosión, dando lugar a una inversión del relieve. El curso del río Asón fluye por el interior del valle adaptándose a las directrices de la Cuña, y en

vez de buscar un camino recto hacia su desembocadura, describe un recodo de casi 90° a la altura de Ramales (Fig. 7), en donde se le une el Gándara, para continuar posteriormente hasta el municipio de Ampuero. En esta misma localidad existen unos importantes depósitos aluviales de tipo torrencial, emplazados por encima de las terrazas cuaternarias, que evidencian que el río Asón, situado en la actualidad paralelamente a más de un kilómetro al oeste de la Cuña de Ramales, estuvo en un pasado no muy lejano encajado en este accidente tectónico, HAZERA (1968). La Cuña Sobrelevada de Ramales ha condicionado de forma muy clara por lo tanto, la geomorfología del área y el desarrollo de la red fluvial.

Una vez descrita la zona de Ramales y avanzando hacia el sur, se ponen de manifiesto dos sistemas de erosión muy diferentes, HAZERA (*op. cit.*). El primero de tipo areolar, que da lugar a cubetas en las litologías más blandas (cubetas de Carranza y Lanestosa), y el segundo lineal, desarrollado sobre el anterior, debido a la incisión fluvial posterior de estas cubetas, Figs. 7 y 8.

Cuenca del Valle de Carranza

La cuenca del río Carranza está formada por una cubeta muy regular, subcircular, con un sistema de drenaje dendrítico en abanico, que concurre casi en su totalidad en el barrio de Ambasaguas, para formar a partir de ahí un único cauce, el río Carranza, que atravesando las calizas urgonianas, Peñas de Ranero y Picos Moro y Mazo, drena finalmente sus aguas al río Asón, Fig. 7.

La morfología de esta cuenca está condicionada de una parte por la estructura tectónica; como se ha mencionado, el Valle de Carranza constituye un domo anticlinal laxo y su correspondiente cierre periclinal, relacionado cartográficamente con la Cuña de Ramales.

La erosión diferencial ha jugado un importante papel, desmantelando las formaciones areniscas supraurgonianas y dejando al descubierto los materiales lutítico-arenosos más blandos y las calizas urgonianas, dando origen en éste valle, al igual que en el área de Ramales, a una inversión del relieve. El río Carranza se ha abierto paso aproximadamente, a través del eje anticlinal de este "domo".

La morfología del Valle de Carranza pone de manifiesto a su vez, la actuación de un sistema de erosión areolar que ha acentuado aún más si cabe su morfología subcircular, HAZERA (*op. cit.*). El desarrollo de un sistema fluvial en abanico dendrítico ha favorecido la conservación en la parte alta del valle de este tipo de modelado, quedando disectada entre

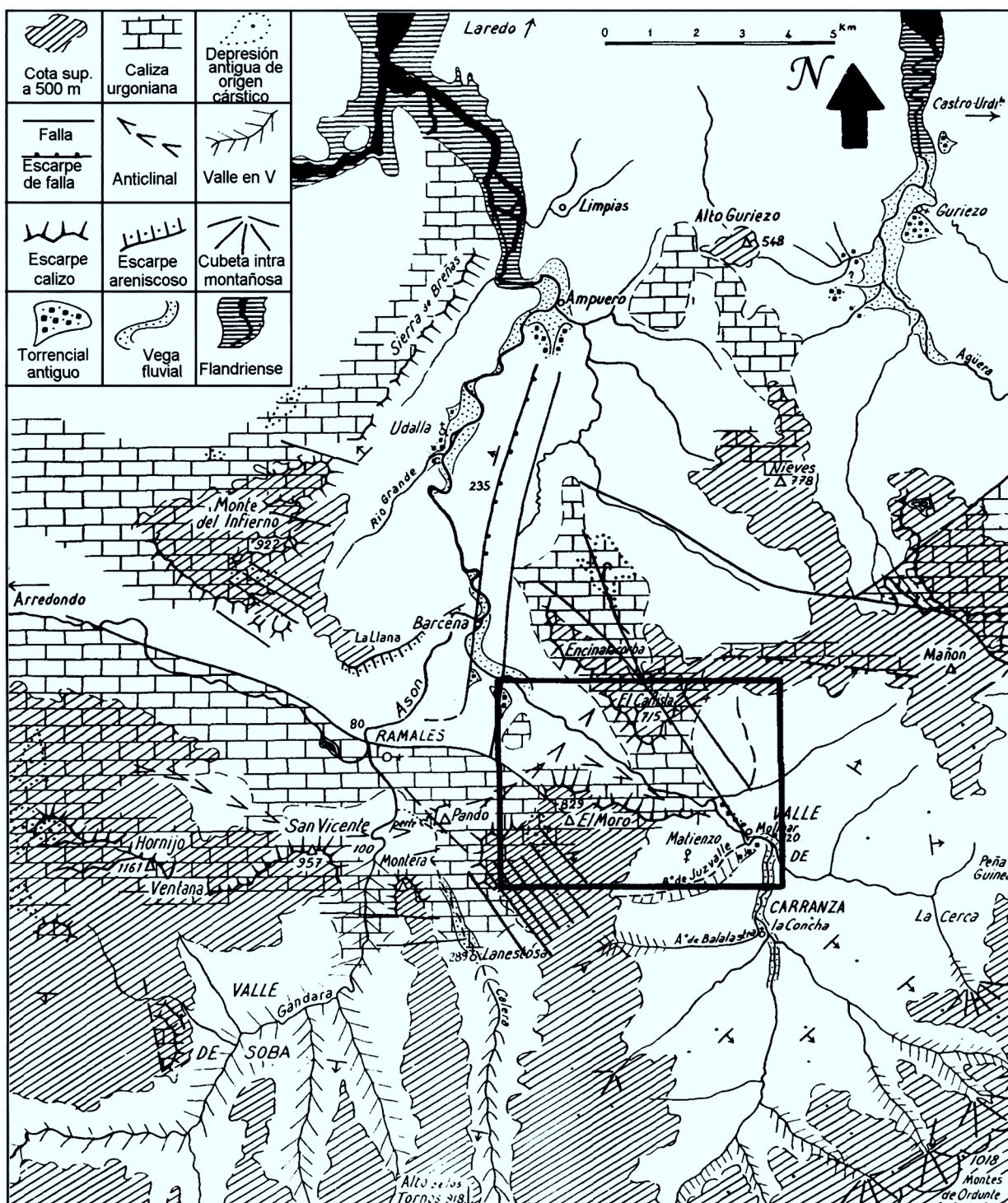


Fig. 7. Plano geomorfológico general del área de Ramales y el Valle de Carranza (HAZERA, 1968). y localización del plano geomorfológico de detalle de la Fig. 9.

los cauces fluviales, la superficie de erosión que dio origen al Valle de Carranza, Fig. 8, HAZERA (*op. cit.*). La datación de esta paleoforma no ha sido posible. Por su posición relativa, anterior al desarrollo de la red fluvial, podría ser indicativa de una edad

Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

Posteriormente y debido a los cambios climáticos acaecidos durante el Cuaternario, el río Carranza ha desarrollado a su salida (Fig. 9), una serie de terrazas que aparecen colgadas a diferentes cotas



Fig. 8. Incisión de la red fluvial sobre la cubeta del Valle de Carranza. Parte alta del valle. Según HAZERA (1968).

por debajo de la cubeta morfológica que dio origen al valle, y en donde el caudal del río ha tenido la suficiente capacidad de arrastre, como para poder dejar registradas las sucesivas etapas de incisión y variado erosivo.

Las formas de disolución cársticas y el modelado periglaciario (Fig. 9).

Los modelados que se van a describir en este apartado se desarrollan en los macizos calcáreos de Peñas de Ranero, Moro, y Pico Mazo y sus alrededores, a la salida del Valle de Carranza. Algunos solapan y afectan a las terrazas cuaternarias del río. Estos macizos calcáreos están formados por materiales carbonatados, términos Ua y Ub, descritos en el apartado 2. Las vertientes presentan una regulación bastante continua, y están tapizadas por una capa de gelifractos procedentes de cotas altas. Asimismo, la alta pluviosidad de la zona, entre 1.400 y 1.600 mm/año, hace que se desarrolle una amplia cubierta vegetal que impide la observación directa de las formas de disolución, las cuales no aparecen, más que sobre las superficies poco inclinadas y de mayor altitud.

Modelado cárstico

Campos de lapiaz

Sólo se manifiestan en cotas altas y sobre la superficie de las calizas urgonianas, unidad Ub. El tipo de lapiaz predominante es estructural, Kluftkarren, formado por disolución a favor de diaclasas que indican la dirección de fracturación. Localmente y superpuesto al anterior, se desarrolla el tipo Rinnenkarren ó "lapiaz de surcos", producido por disolución a partir de escorrentía superficial sobre la caliza.

Campos de dolinas

Tienen un amplio desarrollo y un claro control tectónico, presentándose la superficie del terreno salpicada de numerosas depresiones cerradas que indican un elevado índice de carstificación. Las dolinas presentes en la zona cubren los tres tipos morfológicos más comunes; dolinas en cubeta, dolinas en embudo, y dolinas en ventana.

Dolinas en cubeta

Son de forma elíptica ó subcircular, llegando a alcanzar como dimensiones máximas los 275 m de eje mayor, y los 90 m de eje menor, no superando su profundidad los 30 m. Presentan unos fondos cóncavo-apanados recubiertos de brechas y arcillas de descalcificación. Las vertientes de estas dolinas están degradadas y suavizadas. Son frecuentes los fenómenos de coalescencia que producen uvalas; elongándose muchas veces según las direcciones de fracturación. Se desarrollan principalmente en el nivel Ua de las calizas urgonianas (ver apartado 2). se trata de calizas margo-arenosas, margas, y areniscas margosas, su alto contenido en terrígenos y la gran pluviosidad de la zona hacen que las dolinas se presenten muy cubiertas por la vegetación, por retención de la humedad, facilitando que su fondo se rellene pronto con sedimentos de descalcificación (arenas, limos, y arcillas), no generándose grandes cavidades ni conductos cársticos, aunque los procesos de disolución están muy desarrollados, sobre todo a favor de fracturas.

Dolinas en embudo

Se localizan principalmente en la unidad Ub (Fig. 9). Se trata de una unidad carbonatada sin terrígenos (bioesparitas, biomicritas, apartado 2), que permite la generación de una importante red cárstica, y en donde se han desarrollado bien los fenómenos de disolución, con formación de profundas simas y amplias cavidades.

Dolinas en ventana

Únicamente se ha encontrado una dolina en ventana en el campo de dolinas de Ranero, muy cerca de la cavidad de Santa Isabel, Fig. 9. Se trata de una dolina de morfología rectangular en planta, con paredes subverticales, formada seguramente, por procesos de hundimiento ó colapso a favor de diaclasas.

La carstificación ha sido, y es de hecho, muy activa en el valle, ya que afecta a terrazas fluviales cuaternarias desarrolladas sobre materiales carbonatados, formando sobre ellas dolinas en cubeta, e incluso, cavidades con un importante desarrollo vertical (simas).

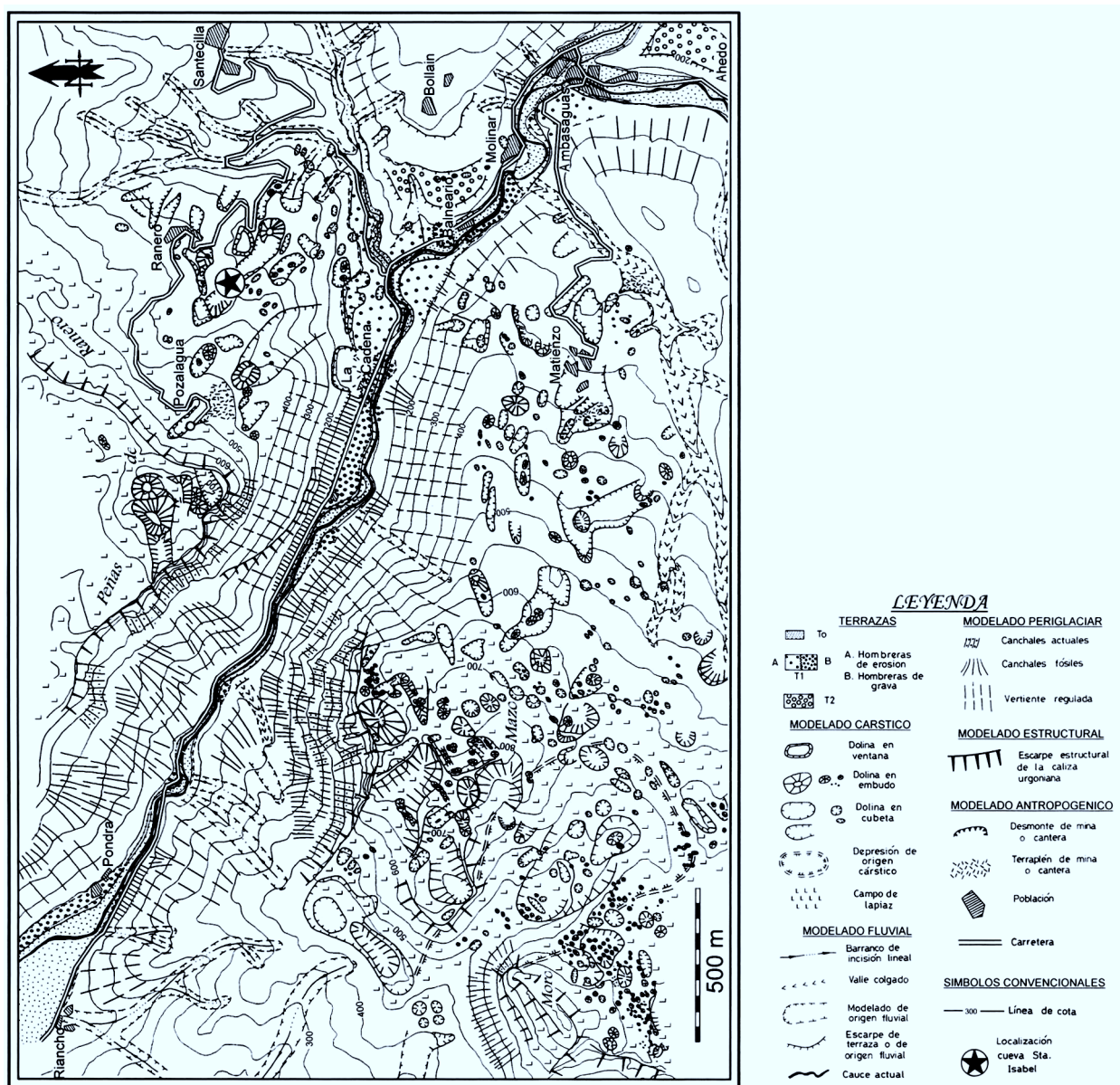


Fig. 9. Plano geomorfológico de la parte baja del Valle de Carranza.

Depresiones ovaladas de origen cárstico

Este tipo de morfologías se encuentran sobre todo al oeste del pico Hornijo, Fig. 7. En el Valle de Carranza se localiza una depresión de este tipo entre las Peñas del Moro y Pico Mazo, Figs. 7 y 9. Se trata de formas de disolución antiguas muy evolucionadas, HAZERA (1968), debido:

1. A sus grandes dimensiones y a su alto grado de erosión.
2. La presencia de un carst muy desarrollado en las mismas.
3. Su posición relativa. En algunos casos han servido posteriormente como cabecera de valle fluvial,

apareciendo colgadas a altas cotas sobre el cauce fluvial actual y sobre el sistema de terrazas, sufriendo algún ligero retoque, pero que no ha alterado a grandes rasgos sus características.

Modelado periglaciario

Ya se mencionaron anteriormente las diferencias litológicas existentes entre las dos formaciones urgonianas Ua y Ub, ver apartado 2. Estas diferencias de litología se han manifestado asimismo, en un distinto comportamiento mecánico frente a los procesos erosivos. Así, con anterioridad a los periodos fríos glaciales, se originó un modelado en

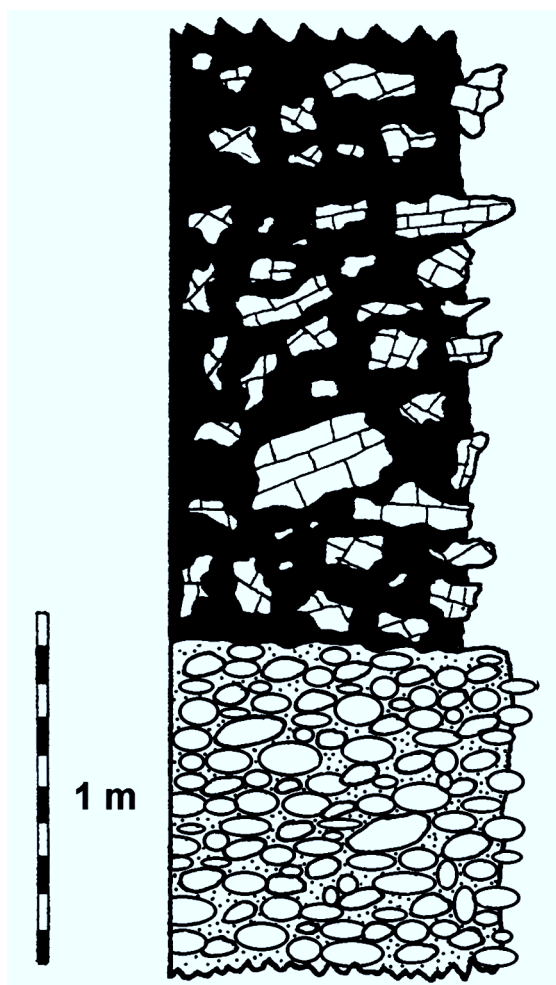


Fig. 10. Columna estratigráfica del contacto entre las brechas carbonatadas y la terraza T_1 . La brecha coluvial está formada por clastos carbonatados heterométricos en una matriz limosa, con fábrica de tipo mud-support ó fangostenida. El conglomerado aluvial inferior (terrazza T_1), formado por cantos redondeados decimétricos, con fábrica de tipo clast-support, con matriz arenosa de tamaño de grano medio.

crestas calizas y valles excavados en las areniscas lutíticas y margas. Sobre éstos relieves preexistentes tuvo lugar el retoque periglaciario. La crioclastia afectó de forma muy diferente a las margas U_a y a las calizas U_b , debido a sus diferencias de competencia. Las formas periglaciares reconocidas son de tipo acumulativo, a pie de pendiente.

Actualmente se desarrollan canchales de gelifracción en Peñas de Ranero, Moro, y Pico Mazo (ver Fig. 9), cuya extensión fue mucho mayor durante los periodos glaciales. Los canchales fósiles rodean a los actuales y se encuentran cubiertos por la vegetación, lo cual denota su inactividad. Se trata de brechas heterométricas, oligo-mícticas a monogénicas, compuestas por cantos o bloques angulosos de naturaleza calcárea (U_b) envueltos en una matriz lutítico-arenosa, Fig. 10, que en superficie ha sido lavada. Aunque su grado de recubrimiento por la ve-

getación es muy alto, y el número de afloramientos escaso, se puede apreciar una clasificación grosera de los bloques por tamaños, desde zonas proximales, mayor cantidad de bloques y de mayores dimensiones (decimétricos a métricos), a zonas distales, bloques de menor tamaño y menor relación clastos/matriz. Es de destacar también en los clastos, procesos de disolución y precipitación subactuales actuales de carácter geopetal, disolución en la parte superior de los bloques calizos y precipitación de cemento pendant en la inferior. Estas brechas nos indican que se formaron en el pasado bajo condiciones climáticas muy diferentes a las de hoy en día; en un clima seco, en donde no obstante, habría una cierta humedad (formación de limos y arcillas de descalcificación que constituyen la matriz, así como el desarrollo de la crioclastia), pero que no era suficiente como para producir el arrastre y lavado de la matriz lutítica. En general, todas las vertientes se encuentran más o menos reguladas y cubiertas con gelifractos.

Depósitos aluviales y modelado fluvial.

Depósitos aluviales

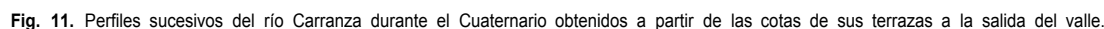
Están constituidos por terrazas.

T_0 (Terraza inferior)

Se trata de una terraza de carácter climático, actualmente inactiva, cubierta por la vegetación, originada como consecuencia del último cambio glacial-interglacial. Está compuesta por gravas de cantos redondeados de arenisca de tamaño decimétrico procedentes de las formaciones supraurgonianas y envueltos en una matriz arenosa. Constituye la "vega" actual del río; durante los máximos periodos de avenida el cauce esporádicamente desborda sobre estos depósitos en los que se encuentra encajado unos 3 m.

T_1 (Terraza media)

En la Fig. 11 pueden observarse las distintas cotas en las que se sitúa esta terraza. Está constituida tanto por hombreras de erosión como por depósitos de gravas. Sin embargo, en la parte inferior del valle, y sobre todo a su salida, dominan los depósitos de grava, indicando que esta zona constituía un punto de cambio en las condiciones de transporte del río ya que al abrirse este, por penetrar en una zona de litologías más blandas (formaciones arenisco-solutíticas del Complejo Purbeck-Weald, ó según señala BRENNER (1972).



Durante los periodos glaciales es probable que las condiciones fueran diferentes. Las precipitaciones de nieve que se producían anualmente en las partes altas del valle tuvieron que fundirse y ser evacuadas también anualmente por la única salida, ya que no se encuentran huellas de acumulación de hielo, a diferencia de lo que sucedió a pocos kilómetros al SW, en la zona de Castro Valnera, donde se desarrolló un glaciar de valle, HAZERA (*op. cit.*). La propia morfología del valle del río Carranza

Se ha localizado en dos pequeñas áreas, una a la altura del barrio de Ambasaguas (Ahedo), y otra en la parte alta del barrio de Molinar (Fig. 9). Aunque podría no tratarse de terrazas, las hemos diferenciado como tales en base a sus cotas y situación, Fig. 11. No presentan recubrimiento aluvial, y muestran una morfología de hombreras aterrazadas muy desmanteladas, formando resalte respecto del resto del relieve, aunque no son planas, observándose en los reconocimientos sobre el terreno una clara inclinación siguiendo la configuración morfológica del paisaje que las rodea.

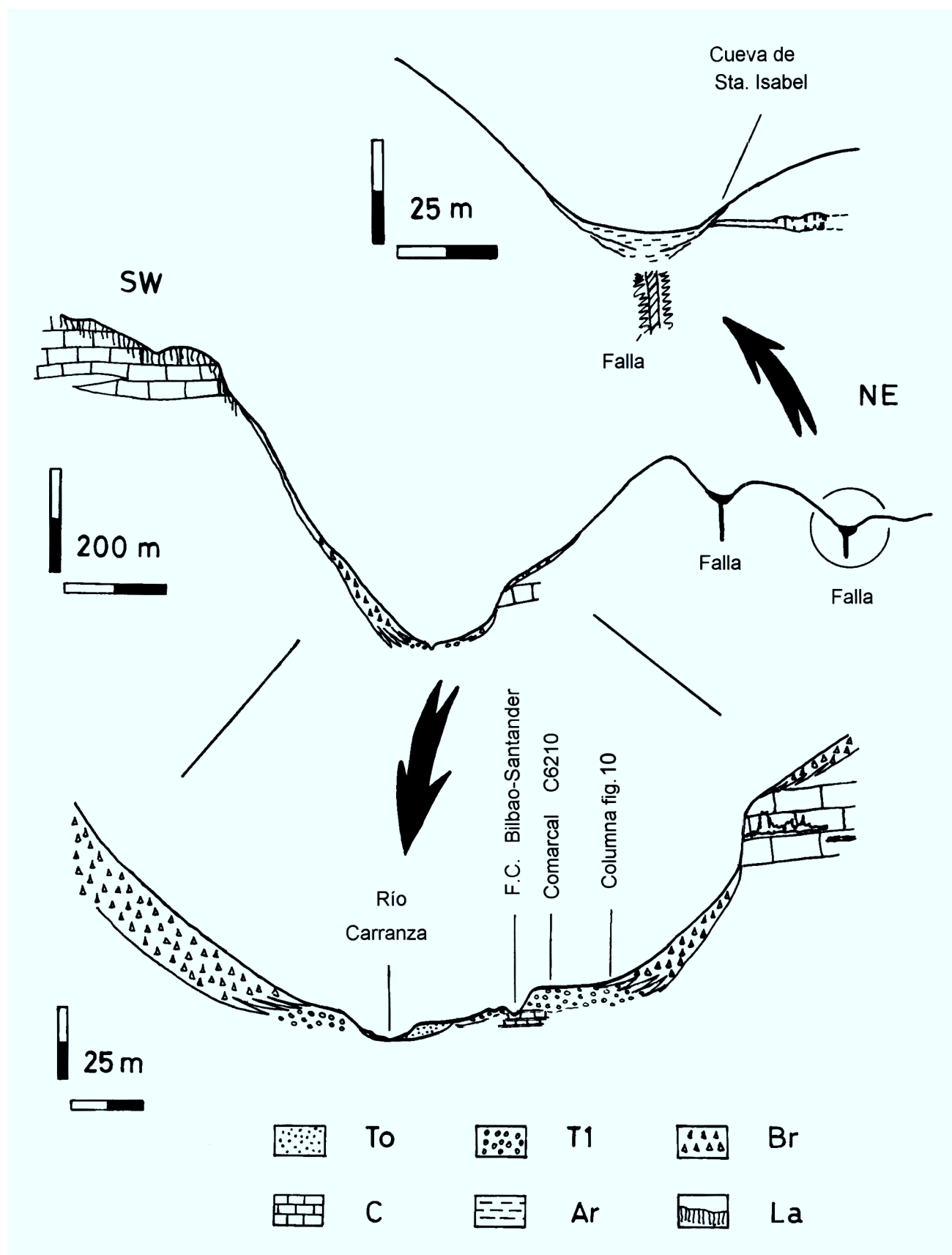


Fig. 12. Corte geomorfológico a la salida del Valle de Carranza (cavidad de Sta. Isabel de Ranero - Pico Mazo). T₀: Terraza inferior. T₁: Terraza media. Br: Brechas carbonatadas. C: Urgoniano S.S.. Ar: Arcillas de descalcificación. La: Campos de lapiaz. Referencia Figs. 9 y 10.

Modelado fluvial

Las características generales del modelado fluvial en el Valle de Carranza ya han sido mencionadas en los apartados anteriores. Más específicamente quedan por describir, algunas morfologías erosivas que aparecen encajadas a la salida del valle. En concreto, nos estamos refiriendo al meandro encajado de La Cadena y al Barranco de Juzvalle.

Meandro encajado de La Cadena

Se localiza, como su nombre indica, en el barrio de La Cadena. Se trata de un meandro fosilizado y encajado en la terraza media (T_1), modelada sobre las formaciones carbonatado-margosas urgonianas.

Las características sedimentológicas de los materiales aluviales y la estructura de la terraza T_1 indican un régimen hídrico de alta energía (tamaño decimétrico de los cantos, estructura general del sedimento fluvial, cambios laterales bruscos, superficies erosivas de aterrazamiento, etc.); todas estas propiedades parecen contradecirse con un régimen fluvial de tipo meandriforme, y estarían más en consonancia con uno de tipo torrencial aluvial con características de tipo braided ó trenzado. Esta discrepancia podría explicarse debido a los cambios acaecidos durante el tránsito glaciario-interglaciario-glaciario. En el periodo climático en el que el río tiene un caudal más constante, lleva en promedio menos carga, tendiendo a divagar, pasando a régimen meandriforme, erosionando la terraza inmediata anterior y encajándose parcialmente en ella (terracea climática). Estas características pueden también observarse en el río actual respecto de su vega, ver terraza T_0 en éste mismo apartado. Posteriormente y como consecuencia de un nuevo cambio climático, el río volvería a desarrollar un caudal más irregular, recobrando su capacidad de arrastre y pasando de nuevo a régimen torrencial, pero siguiendo el cauce modelado por el régimen fluvial meandriforme anterior, erosionándolo y encajándose definitivamente en él. Los procesos de encajamiento se ven favorecidos a su vez por los cambios del nivel de base, ascensos y descensos del nivel del mar. El meandro de La Cadena constituye un claro ejemplo de morfologías relictas fosilizadas por encajamiento.

Barranco de Juzvalle

Se trata de un valle fluvial colgado y desconectado totalmente del actual sistema fluvial. Está situado frente al barrio de Molinar. Se encuentra aproximadamente a la misma altura de la terraza media, Figs. 9 y 11. No se observan procesos de

captura. Parece haberse formado por evolución progresiva de un sistema cárstico en profundidad, al estar el curso del río desarrollado sobre formaciones carbonatadas. Los contactos con el sistema fluvial actual son netos y abruptos.

Ensayo cronológico

La determinación de la edad por métodos sencillos de los sedimentos cuaternarios presenta problemas, sobre todo en lo que se refiere a medios continentales y de granulometría gruesa (mala conservación y ausencia de fósiles). No ha sido posible la datación de ninguno de los relieves morfológicos descritos hasta aquí en el Valle de Carranza.

Teniendo en cuenta lo anteriormente indicado, y basándose en el análisis de la posición relativa y en criterios de superposición de los morfotipos observados, así como por comparación con los procesos climáticos conocidos acaecidos a lo largo del Cuaternario a escala global, se puede aventurar una sucesión cronológica aproximada:

1º- Por su posición sobre el terreno, y grado de desmantelamiento (anteriores a la formación de la cubeta que dio origen al Valle de Carranza y al sistema de terrazas fluviales), el modelado geomorfológico más antiguo lo constituyen las depresiones ovaladas de origen cárstico, siendo problemático el asignarles una edad determinada.

2º- La formación de la cubeta del Valle de Carranza ha precedido al encajamiento y desarrollo del sistema fluvial; indicando posiblemente una edad Plio-Pleistoceno ó Pleistoceno inferior.

3º- Las terrazas serían cuaternarias, habiéndose diferenciado únicamente tres niveles; inferior, medio y superior.

Debido además, a la configuración particular de la cubeta del Valle de Carranza, hay que tener en cuenta el posible desarrollo de eventos que hayan complicado la hipotética atribución temporal arriba indicada. No siendo descartable el que en algún momento de su formación, halla podido permanecer aislada del resto de la red fluvial, al igual que ha sucedido en cubetas morfológicamente similares, aunque desarrolladas en contextos tectónicos distintos, en otras cuencas, como por ejemplo en la Cubeta de Sarrión-Mijares-Mora de Rubielos en la Cordillera Ibérica, GAUTIER (1967), I.G.M.E. (1982), ANADON (1983), ANADON (1991). No obstante en la cubeta de Carranza no se han encontrado sedimentos ni evidencias que apoyen esta hipótesis, por lo que probablemente ha permanecido drenada, con una nula subsidencia, y más o menos comunicada con el resto del sistema fluvial a lo largo de su evolución.

AGRADECIMIENTOS

La traducción del resumen a euskara la ha realizado M. A. Lopez-Horgue.

BIBLIOGRAFIA

ANADON, P.

- 1983 Características generales de diversas cuencas lacustres terciarias con pizarras bituminosas del NE de la Península Ibérica. *Comunic. X Congreso Nac. Sedim.* Menorca: 1.9-1.12.

ANADON, P., CABRERA, L., JULIA, R., y MARZO, M.

- 1991 Secuential arrangement and asymmetrical fill in the Miocene Rubielos de Mora Basin (northeast Spain). In: *Lacustrine facies analysis* (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.). Blackwell Sci. Pub. Oxford, I.A.S. Spec. Pub. 13: 257-275.

BADILLO, J. M.

- 1980 Estudio geológico del sector de Ramales de la Victoria (Cantabria). *Kobie*, 12: 139-171.

BRENNER, P.

- 1972 Levantamiento geológico en los alrededores de Ramales de la Victoria (Santander- Vizcaya). *Estudios Geológicos*. Vol. XXVIII: 429-443.

CEARRETA, A. y PASCUAL, A.

- 1990 Estudio micropaleontológico de los depósitos cuaternarios litorales situados entre Laredo e Ibarrangelua (Cantabria y Bizkaia). *Actas de la 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*.

CIRY, R

- 1940 *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*. These Fac. Sciences Paris. Paris.

E.V. E. (Ente Vasco de la Energía)

- 1993 *Mapa geológico del País Vasco*. Escala 1:25.000. Hoja 60-I-II. Carranza. Ente Vasco de la Energía.

FEUILLÉ, P. y RAT, P.

- 1971 Estructures et paleogéographies pyrénéo-cantabriques. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Editions: Technip.: p. VI-V. 1.48. Paris.

FLOR, G.

- 1983 Las rasas asturianas: Ensayos de correlación y de emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-81.

GARCIA-MONDEJAR, J.

- 1979 *El Complejo Urganiano del sur de Santander*. Tesis Doctoral. Universidad del País Vasco. EHU-UPV. Bilbao.

GARCIA-MONDEJAR, J. y PUJALTE, V.

- 1982 El Cretácico de la Región Vasco-Cantábrica. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid.

GAUTIER, F.

- 1967 Nouvelles observations sur le Tertiaire continental de la Chaîne Ibérique au Sud-Est de Teruel (Espagne). *Com. Rend. Som. Soc. Geol. France*. Fasc. pp. 64-65.

HAZERA, J.

- 1968 La région de Bilbao et son arrière pays. Etude géomorphologique. *Munibe*. XX, pp. 1-358.

HOYOS, M.

- 1987 Upper Pleistocene and Holocene marine levels on the Cornisa Cantábrica (Asturias, Cantabria and Basque Country), Spain. Late Quaternary sea level changes in Spain. *Trab. Neógeno-Cuaternario*: pp. 251-258.

I.G.M.E.

- 1978 *Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Serie Magna*. Hoja 60/20-5, Valmaseda. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

- 1982 *Mapa geológico de España. Escala 1: 50.000. Serie Magna*. Hoja nº 591, Mora de Rubielos. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.

LOPEZ HORGUE, M. A.

- 2000 *El Aptiense-Albiense de Karrantza-Lanestosa (Bizkaia y Cantabria)*. Tesis doctoral. Universidad del País Vasco. EHU-UPV. 264 pp. Inédita

LOPEZ HORGUE M. A., FERNANDEZ-MENDIOLA P. A. y GARCIA-MONDEJAR, J.

- 1991 La serie urgoniana del Valle de Carranza (Aptiense-Albiense, Bizkaia). *Kobie*, 20: 55-74.

MARY, G.

- 1985 Niveaux marins du littoral asturien et galicien entre San Vicente de la Barquera et Foz. *Act. 1 Reunión Cuat. Ibérico*. Pp. 233-236. Lisboa.

ORTEGA, L. I. y SALAZAR RINCON, A.

- 1987 Notas sobre la fisiografía del Sector Central del Arco Vasco "superficies parciales de aplanamiento y superficies planas de abrasión". *Actas VII Reunión sobre Cuaternario*. Pp. 131-134. Santander.

PUJALTE, V.

- 1977 *El Complejo Purbeck-Weald de Santander. Estratigrafía y sedimentación.* Tesis Doctoral. Universidad de Bilbao, 202 pp. Inédita.

RAT,P.

- 1959 *Les pays crétacés basco-Cantabriques (Espagne).* Pub. Univ. Dijón. Vol. XVIII. 525 pp.

UGARTE, F. M., ESPAÑA, J. M. y EDESO, J.M.

- 1987 Primeros datos sobre el paleopaisaje litoral cuaternario del Golfo de Vizcaya (Bidasoa-Urumea). *Actas VII Reunión del Cuaternario.* Pp. 249-252. Santander.